doi:10.13866/j.azr.2019.05.05

近 2 400 a 以来达里诺尔湖区域环境演变及其气候响应①

刘晶晶，张　生，李文宝，史小红，徐　琼，甄志磊
（内蒙古农业大学水资源保护与利用自治区重点实验室，内蒙古 呼和浩特　010018）

摘　要：本文以东亚夏季风北部边缘的达里诺尔湖(以下简称“达里湖”)为研究对象，通过沉积物岩芯的采集与测试分析，利用正构烷烃及相关指标讨论达里湖区域近 2 400 a 以来的环境演变及其气候响应。结果显示：达里湖沉积物中正构烷烃的碳数分布为 C_{17} ~ C_{33}。其中，以 C_{25} 为主峰的单峰形分布约占总样品量的57%；以 C_{19}、C_{25} 为主峰的双峰形分布约占 30%；以 C_{25}、C_{27} 为主峰的双峰形分布约占 13%。正构烷烃的指标参数变化显示，近 2 400 a 以来达里湖区域环境演变不仅与全球气候事件具有明显的一致性，而且受东亚夏季风降水变化及湖区冷暖变化的影响。将其变化分为 6 个阶段，其中阶段 1、3、5 (75 a BP 至今、985 ~ 600 a BP、2 180 ~ 1 550 a BP)为暖湿气候阶段，该阶段湖区有效湿度高，木本植物占据优势，水生植物生长茂盛，湖泊营养状态较好；阶段 2、4、6 (600 ~ 75 a BP、1 550 ~ 985 a BP、2 355 ~ 2 180 a BP)为冷干气候阶段，该阶段菌藻类繁殖较快，草本植物比例增加，湖泊初级生产力较低。整体上，近 2 400 a 以来达里湖区域的气候变化由暖湿向冷干转变。

关键词：生物标志物；正构烷烃；环境演变；全新世；达里诺尔湖；内蒙古

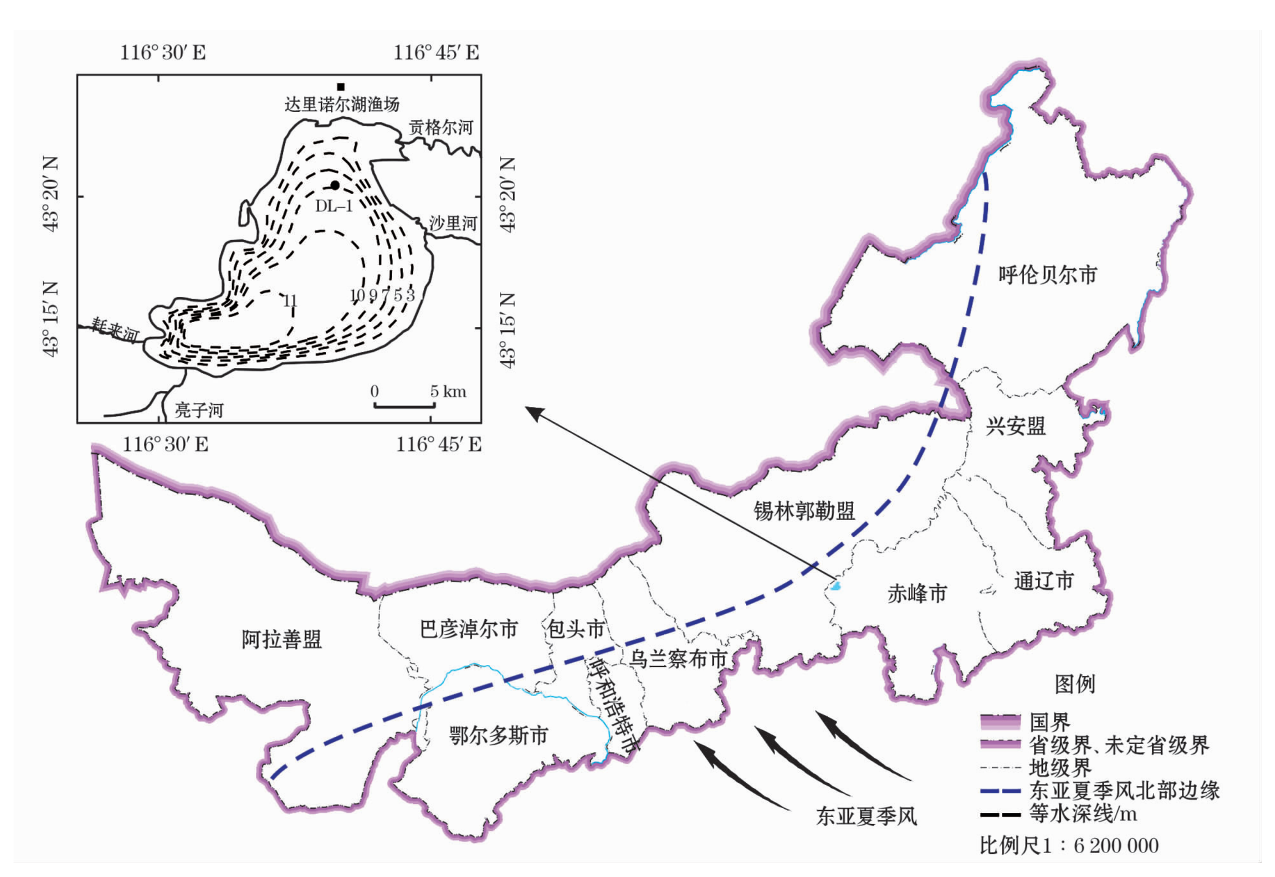
湖泊作为地球气候演变系统中重要的组成部分，是地表系统各要素相互影响的节点[1]。地质历史时期的区域气候、植被以及人类活动的演化轨迹均可以被湖泊沉积忠实记录下来，使湖泊成为讨论区域生态环境及气候演变信息的良好载体[2-4]。目前，利用湖泊沉积物中不同环境演变替代指标(粒度、孢粉、重金属等)进行区域环境气候演变重建的研究已广泛开展[5-7]。而生物标志物作为一种新兴的指标，因其化学性质稳定、抗生物降解能力强、含量高、来源明确等特点[8-9]，在区域环境研究中表现出极大的优势。其中，正构烷烃是一种应用比较广泛的生物标志物[10]。来源于生物体的正构烷烃在湖泊沉积物中广泛存在，而生物类型的演替主要受湖泊及其区域气候环境变化的影响[11-12]。因此，湖泊沉积物中的正构烷烃记录了湖泊及其周围区域内植被与气候演化等环境演变信息[13]。

国际地圈生物圈计划(IGBP)认为，对未来气候环境演变进行科学预测的重要基础是发现过去气候环境变化的规律和机制[14]，而最近 2 000 a 是过去全球变化研究的目标时段之一，该时段所获得的高分辨率的气候变化记录的研究结论得到了气候变率和可预测性计划(CLIVAR)等研究的重视[15]。本次研究区选择在东亚夏季风北部边缘的高原内陆封闭型湖泊——达里诺尔湖(以下简称“达里湖”)，受人类影响较弱且时间较短[16]。通过对沉积物中正构烷烃分布特征的研究，重建近 2 400 a 以来达里湖的环境演变及其气候响应过程，进一步为寒旱区湖泊的环境演变及植被类型演替等研究提供基础资料。

1　研究区概况

达里湖位于内蒙古赤峰市克什克腾旗西部，43°13′~43°23′N，116°26′~116°45′E(图 1)，湖面面积约 189 km^2，最深处约 13 m，且呈现由西南向东北逐渐变浅的特征，湖水 pH 约为 9.6。达里湖区域现为中温带季风气候，具有降水量少且不均，寒暑变化剧烈的显著特点，其年平均降水量约 400 mm，多年平均蒸发量约 1 288 mm，年平均气温 -2 ~ 2 ℃，极端最低气温达到 -47 ℃，气温在 -20 ℃ 以下的

① **收稿日期：**2018-12-25；　**修订日期：**2019-03-14
基金项目：国家自然科学基金项目(51669021，51469025，51569019)；内蒙古自治区自然科学基金项目(2016MS0552)资助
作者简介：刘晶晶(1992-)，女，硕士，主要从事湖泊水环境变化、区域气候环境演变等研究. E-mail: liujingjingyeah@163.com
通讯作者：张生. E-mail: shengzhang@imau.edu.cn



注:审图号为蒙 S(2017)028 号;其中东亚夏季风北部边缘线与达里湖等水深线参见文献[17-18]。

图 1 研究区及采样点位置示意图

Fig. 1 Locations of the study area and DL-1 sediment core

日照天数超过 100 d,年平均风速 2.8~3.0 m·s^{-1},年太阳总辐射量 5.7×10^5~5.8×10^5 J·cm^{-2}[19]。达里湖冬季寒冷漫长,湖泊自每年 11 月中旬开始结冰,翌年 5 月上旬消融,封冻期约 180 d[20]。湖泊由 4 条河流补给,其中水量最大的是发源于大兴安岭尾脉阿拉烧哈山的贡格尔河;沙里河、亮子河流经之地多为沼泽地带和湿生草甸;耗来河由西部丘陵流入达里湖[21]。

达里湖区域是一个容纳不同生活型、不同水生生态类型的区域,区域内植物多样性明显高于同一地带的典型草原。当前湖泊中沉水植物主要有龙须眼子菜(*Potarmogeton pectinatus*)群落、小眼子菜(*Potamogeton pusillus*)群落、菹草(*Potamogeton crispus*)群落、狐尾藻(*Myriophyllum spicatum*)群落、毛柄水毛茛(*Batrachium trichophyllum*)群落等[22]。达里湖东岸、南岸、北岸环湖一带有较宽阔的湖漫滩和沼泽湿地,生长有芦苇(*Phragmites australis*)、香蒲(*Typha orientalis*)、千里光(*Senecio scandens*)等植物,南部的曼陀山和浑善达克沙地分布有丰富的黄柳(*Salix gordejevii*)、榆树(*Ulmus pumila*)、沙棘(*Hippophae rhamnoides*)等沙生植被[23]。

2 材料和方法

样品的采集点位于达里湖中北部 43°19′20″N,116°39′43″E,取样点水深大约为 9 m(图 1),利用自制的活塞岩芯取样器(专利号:ZL 2015 2 0205893.3)采集了一根长度为 238 cm 的岩芯(命名为 DL-1)。根据测年结果及岩芯岩性的具体变化情况,样品以 1~2 cm 间距进行分割采集,共采集样品 154 个。样品分析测试在同济大学海洋地质国家重点实验室完成,共获得有效数据 136 个。

具体测试方法:首先对采集样品进行预处理,所有样品先进行冷冻干燥,经研磨后的样品置于 TFL 管中,加入甲醇和二氯甲烷(V∶V=1∶3)的混合溶液,静置 30 min 待上层溶液呈澄清状态时,加入 30 μL内标(n-$C_{24}D_{50}$);再经过超声抽提及离心分离收集上清液,多次重复收集后在氮吹仪下吹干;加入 6% KOH 的甲醇溶液,再次经过超声离心后收集上清液,在氮吹仪下吹干,过硅胶柱层析分离,使用正

己烷淋洗得到烷烃组分,继续在氮吹仪下吹干,加入 50 μL 异辛烷后超声 1 min,最后上仪器分析。

样品检测采用 Finnigan Trace GC Ultra 气相色谱仪。色谱条件设定为 HP-1J,柱长 60 m,内径 0.32 mm,涂层 0.17 μm,FID 检测器温度为 280 ℃。实验过程主要经过 5 个升温阶段共历时 54 min,具体升温程序为:烷烃初始测试温度为 80 ℃,在持续 1 min 之后以 10 ℃ · min^{-1}的速度升温到 200 ℃,之后以 5 ℃ · min^{-1}的速度升温至 270 ℃,接着以 2 ℃ · min^{-1}的速度升温至 300 ℃,并保持 5 min,最后以 5 ℃ · min^{-1}的速度升温至 310 ℃,并保持 5 min。进样方式采用无分馏进样,载气为 He,流速 1.0 mL · min^{-1}。分子化合物的定性主要采用内标和目标峰的位置来定性,定量采用 n-$C_{24}D_{50}$内标法,通过和内标面积的对比来确定含量。

DL-1 岩芯的年龄框架利用 $^{210}Pb_{ex}$、^{137}Cs 测年与 AMS14C 测年方法结合完成。$^{210}Pb_{ex}$、^{137}Cs 比活度的测定是在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积环境重点实验室完成:将干样品研磨并过 100 目孔筛后,称取 3 g 左右蜡封放置在恒温箱 3 周后测试。AMS^{14}C 的测定在北京大学第四纪年代测定实验室完成:样品经预处理(酸—碱—酸清洗)后加热提取 CO_2,然后将净化后的 CO_2 转成石墨,最后压制成需要的靶物质进行测试。测年样品中的^{14}C 年龄用半衰期 5 568 a 确定[16]。根据测定的 $^{210}Pb_{ex}$、^{137}Cs及 AMS^{14}C,通过线性回归建立了一个适合DL-1岩芯的年龄—深度模型,相关系数 R^2 为 0.96,拟合度较高[16](图 2)。

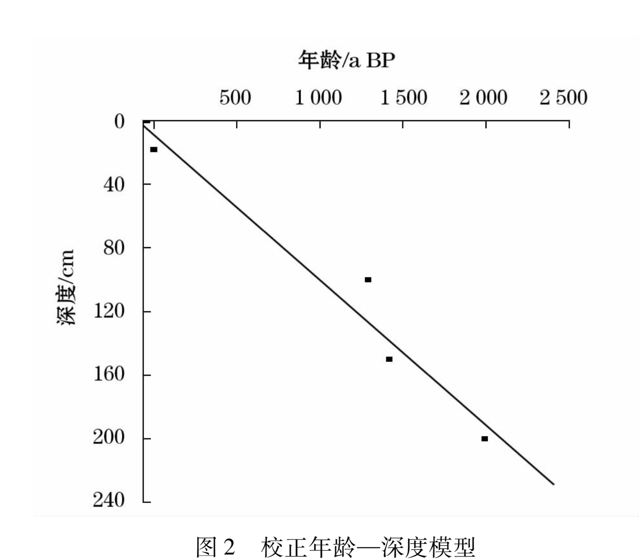


图 2 校正年龄—深度模型

Fig. 2 Age-depth model of DL-1 sediment core

3 结 果

3.1 达里湖沉积物中不同链长正构烷烃的含量演化

研究表明[24-27],湖泊沉积物中正构烷烃的来源主要有陆生高等植被、水生植被、水生藻类和细菌等浮游生物。通常,来源于浮游生物的正构烷烃碳数分布为 C_{15} ~ C_{20},无明显的奇偶优势[24];来源于水生植被的正构烷烃碳数分布为 C_{21} ~ C_{25},其主碳峰为 C_{21}、C_{23}或 C_{25}[26];来源于陆源高等植被的正构烷烃碳数分布为 C_{27} ~ C_{33},其主碳峰为 C_{27}、C_{29}或 C_{31},奇偶优势明显[27]。

达里湖沉积物岩芯中正构烷烃的碳数主要分布在 C_{17} ~ C_{33}。其中,中高碳数正构烷烃(C_{21} ~ C_{33})具有明显的"奇高偶低"的奇碳数优势,低碳数正构烷烃(C_{17} ~ C_{20})则无奇偶优势。整体上,达里湖沉积物中不同链长正构烷烃的碳数分布主要有 3 种类型:① 双峰形分布:以 C_{19}、C_{25}为主碳峰,约占总样品量的 30%(图 3a);② 双峰形分布:以 C_{25}、C_{27}为主碳峰,约占总样品量的 13%(图 3b);③ 单峰形分布:以 C_{25}为主碳峰,约占总样品量的 57%(图 3c)。

3.2 重建环境演变替代指标的极值变化

为了对达里湖源区植被种类分布特征及区域环境气候演变进行综合分析,基于前人的分析结果[28],本文在湖泊沉积物中不同链长正构烷烃的含量变化分析基础上,重建了相应的环境演变替代指标(表 1)[25,27-34]。

ACL 主要用于重建源区温度、降水量及干旱程度等的变化[12,35-36],这是因为高纬度地区寒冷的气候条件,会导致植物产生较长碳链以避免其生理性缺水引起的伤害[27,37]。此外,降水量的减少也会导致植物产生较长的碳链[38],因此对于我国北方湖泊而言,ACL 越长代表该区域的气候条件越寒冷干旱。近 2 400 a 以来的达里湖区域,ACL 的平均值是 28.68,最高值出现在 298 a BP,为 29.20,最低值则出现在 46 a BP,为 28.22,最高值与最低值差异性不大。

C_{31}/C_{27}反映了草本植物与木本植物的相对比例[31]。根据前人研究结果,草本植物和木本植物均产生 C_{27}、C_{29}、C_{31}、C_{33} 正构烷烃,但草本植物常以 C_{31}、C_{33} 为主碳峰,木本植物则以 C_{27}、C_{29} 为主碳峰[39]。近 2 400 a 以来的达里湖,C_{31}/C_{27}的平均值

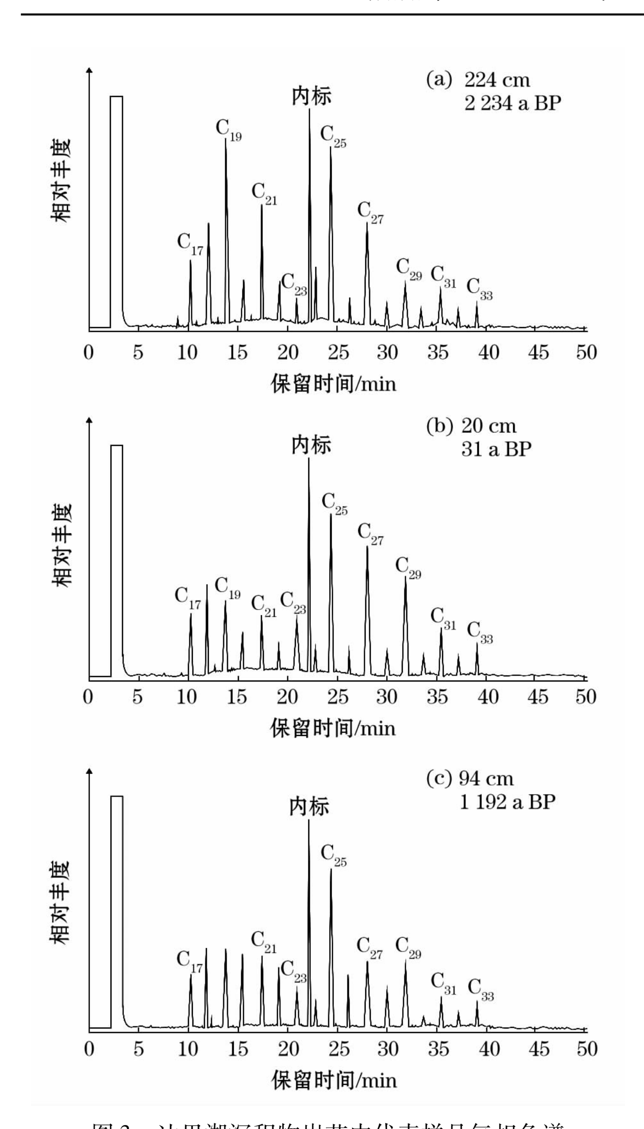


图 3　达里湖沉积物岩芯中代表样品气相色谱

Fig. 3　Representative gas chromatogram of n-alkanes in sediment core of Dalai Nur Lake

为0.51,最大值出现在298 a BP,为1.04,最小值出现在1 934 a BP,为0.21,差异性较大,反映了达里湖区域木本植物与草本植物变迁现象明显,存在草本植物和木本植物的演替转变。

P_{wax}指数反映了来源于水生植物和陆生高等植物的正构烷烃之和与来自陆生高等植物的正构烷烃的相对比例[36]。由于同一时期水生植物和陆生植物的相对贡献量受环境有效湿度的控制,因此,可以利用P_{wax}指标来重建区域有效湿度的变化[32,40]。P_{wax}升高表明陆生高等植物对湖泊沉积物中有机质的贡献增大,反映相对干旱的气候条件,反之则表示湿润的气候条件。近 2 400 a 以来,达里湖区域P_{wax}的平均值为0.36,最高值出现在298 a BP,为0.58,最低值出现在1 328 a BP,为0.17,差异显著。这表明达里湖区域的有效湿度变化明显。

LPTP 指数反映了湖泊的营养状态[34]。LPTP 指数高,表示湖泊中营养物质丰富,且藻类和水生植物生产力较高,湖泊处于富营养状态;LPTP 指数低,则反映湖泊水体中营养物质贫乏,藻类及水生植物的生产力较低。近 2 400 a 以来,达里湖区域 LPTP 的平均值为 3.00,最高值出现在 1 328 a BP,为 6.51,最低值出现在 110 a BP,为 0.91,高值与低值之间较大的差异性反映了湖水的营养状态波动性较大。

4　讨 论

4.1　近 2 400 a 以来达里湖区域环境及气候演变

达里湖是典型的高原内陆湖泊,受人类活动影响较弱,且位于东亚夏季风的北部边缘,区域环境演变受夏季风降水强弱的影响显著[28]。基于此,利用正构烷烃建立的环境演变替代指标,并结合代表东亚夏季风(EASM)强度的万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 值[41],及可以代表环境演变的达里湖沉积物中值粒径(*Md*

表 1　基于不同链长烷烃类参数的公式及描述性统计结果

Tab. 1　Formulas and descriptive statistic results based on the n-alkanes parameters of different carbon chain length

参数	公　式	最大值	最小值	平均值	参考文献
ACL	$\frac{[C_{27}]\times27+[C_{28}]\times28+\cdots+[C_{32}]\times32+[C_{33}]\times33}{[C_{27}]+[C_{28}]+\cdots+[C_{32}]+[C_{33}]}$	29.20	28.22	28.68	〔29－30〕
C_{31}/C_{27}	C_{31}/C_{27}	1.04	0.20	0.51	〔25,31〕
P_{wax}	$\frac{C_{27}+C_{29}+C_{31}}{C_{23}+C_{25}+C_{27}+_{29}+C_{31}}$	0.58	0.17	0.37	〔32－33〕
LPTP	$\frac{C_{17}+C_{19}+C_{21}+C_{23}+C_{25}}{C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}}$	6.54	0.91	2.98	〔30,34〕

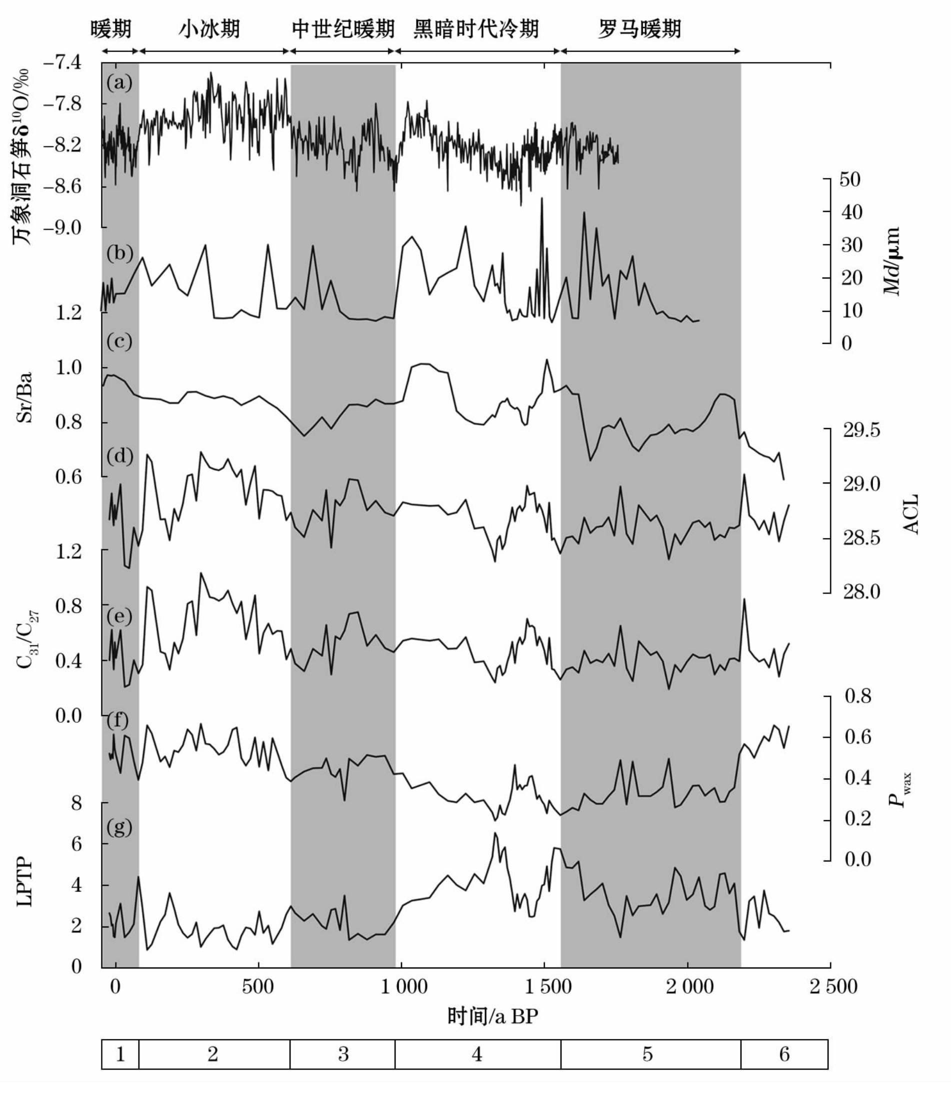
注:ACL、C_{31}/C_{27}、P_{wax}与 LPTP 分别表示平均链长指数、草本植物和木本植物的比值、陆生植物产生的蜡质烃和总烃的相对比例与湖泊生产力和陆生有机质生产力的相对比例。

指标)和重金属 Sr/Ba 比值(*Md* 指标和 Sr/Ba 比值代表气候干旱、湿润,湖面面积升、降和湖水盐度增、减等情况)[42],重建并分析了达里湖区域近 2 400 a 以来的环境演变历史及其对气候变化的响应。

整体上,近 2 400 a 以来,达里湖区域的生态环境演变及气候响应过程可划分为 6 个阶段(图 4)[41,43-44],其中阶段 1 (75 a BP 至今)、3 (985 ~ 600 a BP)、5 (2 180 ~ 1 550 a BP) 为温暖湿润阶段;阶段2 (600 ~ 75 a BP)、4 (1 550 ~ 985 a BP)、6 (2 355 ~ 2 180 a BP)为寒冷干旱阶段。对应于全球气候变化,阶段 1 处于 20 世纪暖期;阶段 2 处于小冰期;阶段 3 处于中世纪暖期;阶段 4 处于黑暗时代冷期;阶段 5 处于罗马暖期。具体到各气候变化阶段,其生态环境演变特征又存在一定的差异。

阶段 6 (2 355 ~ 2 180 a BP):ACL、C_{31}/C_{27} 等指标参数均上升明显,P_{wax} 指标参数在高值区下降,LPTP 指标参数在低值区上升,表明该阶段区域有效湿度逐渐降低,草本植被比重逐渐增加,湖泊初级生产力较低。在阶段 6 Sr/Ba 比值一直处于上升状态,表明该区域的气候越来越干旱。同时,根据表征东亚夏季风强度的山西莲花洞[45]以及贵州董哥洞[46]的石笋记录表明,在 2 250 a BP 左右出现了明显的弱季风事件,表明弱季风事件同样导致了东亚夏季风边缘的达里湖出现了干旱少雨的气候环境。

阶段 5 (2 180 ~ 1 550 a BP):ACL、C_{31}/C_{27} 及 P_{wax} 等 3 个指标参数呈下降趋势,显示木本植物占据



注:(a) 万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 值[41];(b) DL-1 点中值粒径 *Md*[43];(c) DL-1 点重金属 Sr/Ba 比值[44];(d) (e) (f) (g)分别是 DL-1 点正构烷烃 ACL、C_{31}/C_{27}、P_{wax}、LPTP 值。

图 4　达里湖沉积物中正构烷烃参数变化特征

Fig. 4　variation of n-alkanes parameters in sediment core of Dalai Nur Lake

优势,区域气候温暖湿润,湖区有效湿度逐渐提高,水生植物繁盛。相对地,LPTP 指标参数的数值在此期间为波动性上升趋势,表明该阶段内达里湖的营养状态较好,对应了 P_{wax} 指标参数指示的湖内水生植物繁盛。该时段的 *Md* 波动较剧烈,指示当时由于降水的增多导致湖周边物质的侵蚀程度增大,也使得径流为湖泊携带来较多碎屑物,侧面印证了达里湖的营养状态较好。Sr/Ba 比值在此期间呈下降趋势,表明此时达里湖区域的气候温暖湿润。因此,在罗马暖期,达里湖的环境演变也表现出暖湿特征,显示了达里湖沉积物中正构烷烃指标含量变化对这一全球性事件的良好记录[47]。

阶段 4 (1 550 ~ 985 a BP):ACL、C_{31}/C_{27}、P_{wax} 等指标参数在初期经历了较大的波动后均迅速上升,表明达里湖区域的有效湿度降低,草本植物比例相对增加;而此时 LPTP 指标参数的数值在初期经历了较大的波动后迅速下降,表明当时气候干旱不利于水生植物生长,达里湖的初级生产力出现下降。根据参考文献[43],虽然达里湖在 1 585 ~ 1 315 a BP处于寒冷干旱时期,但其间隐藏了一次短时间的高水位时期,即 1 425 ~ 1 265 a BP 出现了较湿润的气候,正好与该阶段较大波动时期相对应。该时段的 *Md*、Sr/Ba 也均呈上升趋势,表明当时气候干旱、湖面收缩。与此对应,万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 值呈现上升趋势,显示东亚夏季风在减弱,达里湖区域气候呈现干旱少雨状态。而由于夏季风减弱以及季节性降水的减少,达里湖出现了低水位[18],显示了冷干的气候环境,对应了黑暗时代的冷期。

阶段 3 (985 ~ 600 a BP):达里湖沉积物中 ACL、C_{31}/C_{27} 等指标参数下降明显,显示木本植物逐渐占据优势,P_{wax} 指标参数的下降以及 LPTP 指标参数的上升,表明达里湖湿度增加,水生植物生长较好,湖泊的营养状态发生了好转。同时,*Md* 的低值、Sr/Ba 比值的降低均表明该阶段达里湖区域的气候湿润。因此,万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 在低值区的波动表明,气候的转暖以及东亚夏季风带来的丰沛雨水成为达里湖区域该阶段的主要气候环境变化特征。

阶段 2 (600 ~ 75 a BP):ACL、C_{31}/C_{27}、P_{wax} 等指标参数一直处于高值状态,虽然 ACL、C_{31}/C_{27} 指标参数在后期经历了快速的降低,但最终又以最快的速度上升至高值状态,表明此时达里湖的有效湿度一直处于较低的状态,草本植物占比增大;LPTP 指标参数在低值区呈波动变化,表明该阶段达里湖的初级生产力较低。该时期的 *Md* 值和 Sr/Ba 比值逐渐攀升也表明当时的达里湖区域干旱少雨。由该时期万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 的变化趋势可以看出,当时的东亚夏季风逐渐减弱,从而印证了当时达里湖的气候寒冷干旱。

阶段 1 (75 a BP 至今):达里湖沉积物中 ACL、C_{31}/C_{27} 等指标参数均在低值区波动,P_{wax} 指标参数呈下降趋势,表明达里湖区域为温暖湿润的气候环境,且木本植物占据优势。此外,LPTP 指标参数呈增大趋势,显示湖泊的营养状态逐渐恢复。温暖湿润的气候使得植物的生成量增多,通过降水、河流及风的搬运作用等向湖泊中输送的陆源有机质逐渐增多,湖泊向富营养的方向演化。该时期的 Sr/Ba 比值呈现先升高后降低的变化特征,Sr/Ba 比值的升高可能是因为该时期湖区受人为因素的影响明显增强,且达里湖周边相继增加了很多工业化的建设;而 *Md* 值的急速下降表明了达里湖区域处于温暖湿润的气候条件下;此时的万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 在低值区波动下降,也表明了达里湖正处于温暖湿润的气候条件下。

根据 Ge 等[48]绘制的中国温度曲线可知,在 1 530 ~ 1 420、1 170 ~ 1 010、630 ~ 50 a BP 为冷期,其中第 4 阶段基本与 1 530 ~ 1 420、1 170 ~ 1 010 a BP 相符合;第 2 阶段与 630 ~ 50 a BP 基本一致。同处我国北方的科尔沁沙地的花粉化石表明,在 975 ~ 660 a BP,夏季降水量明显增加[49],与达里湖同处季风边缘区的岱海沉积物也表明在 930 ~ 690 a BP 湖区水位上涨[50],均与第 3 阶段相符。与达里湖相距较近的查干淖尔地区孢粉重建的年降水量[51]表明,在 500 ~ 70 a BP 时期内陡然降低,最低降水量仅在 100 mm 左右,该时期与第 2 阶段相似;且从 70 a BP 至今,降水量显著增多,已达近 280 mm,与第 1 阶段相似。

结合 4 个正构烷烃指标参数,以及中值粒径 *Md*、重金属 Sr/Ba 比值的变化特征,发现近 2 400 a 以来达里湖区域整体上的气候环境变化是由暖湿向冷干转变,并且对全球性的气候事件存在明显响应[52]。

4.2 近 2 400 a 以来达里湖区域的植被演替特征

通过 ACL、C_{31}/C_{27}、P_{wax}、LPTP、*Md*、Sr/Ba 等指标参数的变化,分析了达里湖区域近 2 400 a 以来不同阶段的气候变化。为进一步了解不同气候条件下植被演变的具体信息,现将样品中不同链长正构烷烃含量之和视为 100%,并将不同链长正构烷烃含

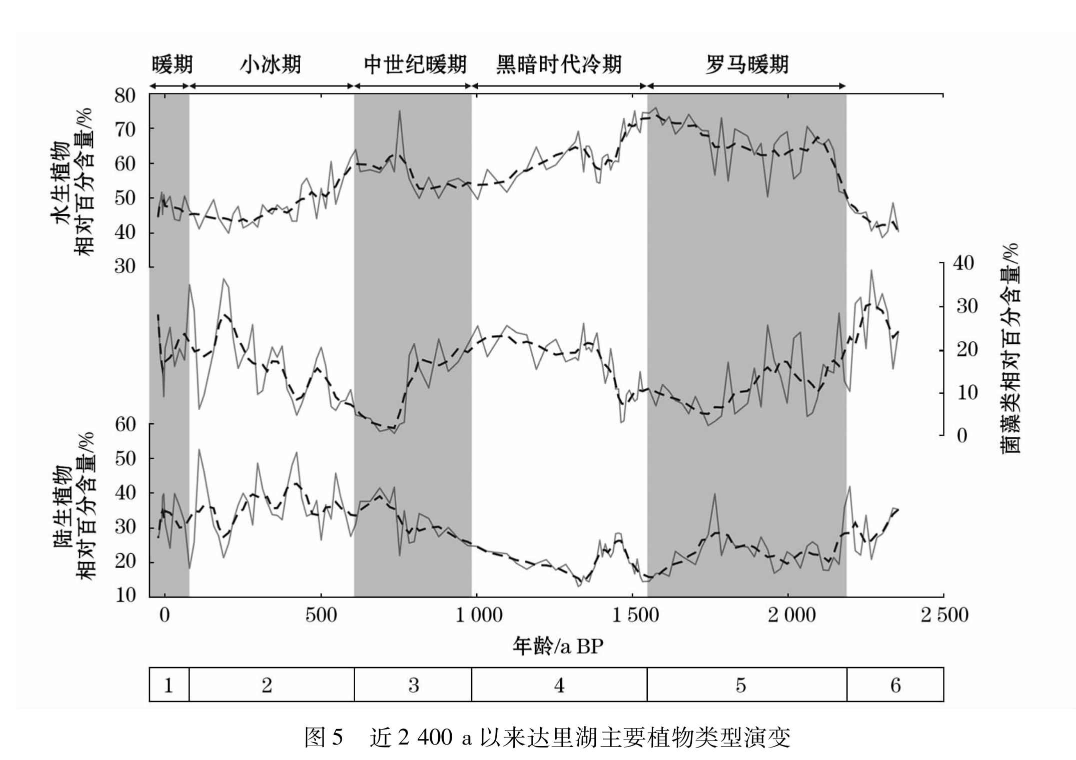


图 5 近 2 400 a 以来达里湖主要植物类型演变

Fig. 5 Evolution of dominant plant species in Dalai Nur Lake area in the last 2 400 years

量相对于总含量的百分比视为其相对百分含量，由此计算出代表菌藻类的正构烷烃（C_{17}、C_{19}）、代表水生植物的正构烷烃（C_{21}、C_{23}、C_{25}）及代表陆生植物的正构烷烃（C_{27}、C_{29}、C_{31}、C_{33}）的含量百分比（图5）。同时，为了消除个别数据突变带来的影响，能够反映各类型植被的整体变化趋势，对相关含量数据进行了 5 点移动平均处理，据此对达里湖区域近 2 400 a 以来的植被类型演替进行了讨论。

暖湿阶段（阶段 1、3、5）：虽然在上述阶段 LPTP 等指标参数显示达里湖的整体初级生产力较高，但菌藻类相对含量在阶段 3、5 却均呈下降趋势，而在阶段 1 却呈上升趋势，这是由于 1950 年达里湖渔场的建立，该流域的人类活动增强，旅游业也开始发展，使得菌藻类所需的营养物质增多，导致菌藻类快速繁殖，含量增加；相对地，水生植物相对含量在 3 个阶段均呈上升趋势，陆生植物相对含量在阶段 5 波动下降、阶段 3 波动上升、阶段 1 变化不明显。冷干阶段（阶段 2、4、6）：在上述阶段 P_{wax} 等指标同时显示了达里湖区域的有效湿度较低，因此，水生植物相对含量在这 3 个阶段或呈下降趋势或在低值区上升，而菌藻类相对含量在这 3 个阶段却或呈上升趋势或在高值区波动下降，陆生植物相对含量在阶段 6 变化不明显，阶段 4 波动上升，阶段 2 在高值区波动。表明暖湿的气候条件适合水生植物的生长，而冷干的气候条件更适合菌藻类的繁殖，陆生植物对于气候环境变化的敏感程度相对水生生物来说略低。

达里湖沉积物所显示的信息是水生植物的相对含量（平均值为 56.72%）一直高于陆生植物（平均值为 27.67%），这是由于达里湖冰封期长达半年之久，冰层阻碍了陆源物质的生产与输入[20]。在温暖湿润时期，由于降水的增多，使得更多的营养物质进入湖泊，从而有利于水生植物的生长繁殖，而达里湖中的菌藻类在寒冷干旱时期相对含量增多，这种现象的出现有两种可能性：一方面可能是因为水生植物生长对菌藻类的抑制作用[53]，另一方面可能是因为达里湖属于寒—旱区湖泊，湖泊内的菌藻类更加适于在寒冷干旱的时期生长繁殖，如达里湖中的优势种硅藻门的脆杆藻属在寒冷时期相对丰度就会增加[54]。

整体上，在中世纪暖期之前，水生植物和菌藻类相对含量有一定程度下降，陆生植物则有一定程度上升；在中世纪暖期之后，水生植物继续呈下降趋势，菌藻类呈上升趋势，陆生植物的变化则趋于稳定。

5 结 论

（1）达里湖区域的气候是冷干与暖湿交替发生的，将其变化分为 6 个阶段：阶段 1 （75 a BP 至今）、3 （985 ~ 600 a BP）、5 （2 180 ~ 1 550 a BP）为温暖湿润的气候时期；阶段 2 （600 ~ 75 a BP）、

4 (1 550 ~985 a BP)、6 (2 355 ~2 180 a BP)为寒冷干旱的气候时期。在暖湿的气候条件下,木本植物占据优势,水生植物繁盛,湖泊的营养状态较好;而冷干的气候条件更适合菌藻类的繁殖,草本植物比例相对增加,湖泊的初级生产力整体呈下降趋势。另一方面,由于达里湖的湖面面积相对较小,使得湖泊内的菌藻类及水生植物对区域环境的变化反应极为敏感。相对水生生物而言,陆生植物对于气候环境的变化敏感性较差。

(2) 达里湖沉积物中的正构烷烃指标参数敏锐的捕捉到了区域环境变化及全球温度重建的几个重要气候事件:阶段 5 (2 180 ~1 550 a BP)处于罗马暖期;阶段 4 (1 550 ~985 a BP)处于黑暗时代冷期;阶段 3 (985 ~600 a BP)处于中世纪暖期;阶段 2 (600 ~75 a BP)处于小冰期;阶段 1 (75 a BP 至今)处于 20 世纪暖期。从整体上看,2 400 a 以来达里湖区域的气候变化是由暖湿向冷干转变。

参考文献(References):

〔1〕 胡汝骥,姜逢清,王亚俊,等. 论中国干旱区湖泊研究的重要意义〔J〕. 干旱区研究,2007,24(2):137 – 140.〔Hu Ruji,Jiang Fengqing,Wang Yajun,et al. The significance of lakes research in arid areas of China〔J〕. Arid Zone Research,2007,24(2):137 – 140.〕

〔2〕 常学礼,赵学勇,王玮,等. 科尔沁沙地湖泊消涨对气候变化的响应〔J〕. 生态学报,2013,33(21):7 002 – 7 012.〔Chang Xueli,Zhao Xueyong,Wang Wei,et al. Response of lake fluctuation to climate change in Horqin sandy land〔J〕. Acta Ecologica Sinica,2013,33(21):7 002 – 7 012.〕

〔3〕 马龙,吴敬禄. 新疆湖泊沉积记录的气候水文变化及其环境效应〔J〕. 干旱区研究,2009,26(6):786 – 792.〔Ma Long,Wu Jinglu. Climate and hydrological change and environmental response recorded in lacustrine sediment in Xinjiang〔J〕. Arid Zone Research,2009,26(6):786 – 792.〕

〔4〕 王乃昂,李吉均,曹继秀,等. 青土湖近 6 000 年来沉积气候记录研究——兼论四五世纪气候回暖〔J〕. 地理科学,1999,19(2):119 – 124.〔Wang Nai'ang,Li Jijun,Cao Jixiu,et al. A preliminary research on the climatic records of lacustrine deposits of Qingtu Lake in the last 6 000 years〔J〕. Scientia Geographica Sinica,1999,19(2):119 – 124.〕

〔5〕 王君波,朱立平. 藏南沉错沉积物的粒度特征及其古环境意义〔J〕. 地理科学进展,2002,21(5):459 – 467.〔Wang Junbo,Zhu Liping. Grain-size characteristics and their paleo-environmental significance of Chen Co Lake sediments in Southern Tibet〔J〕. Progress in Geography,2002,21(5):459 – 467.〕

〔6〕 朱艳,陈发虎,Madsen B D. 石羊河流域早全新世湖泊孢粉记录及其环境意义〔J〕. 科学通报,2001,46(19):1 596 – 1 602.〔Zhu Yan,Chen Fahu,Madsen B D. Pollen records of early holocene lakes in Shiyang River Basin and their environmental significance〔J〕. Chinese Science Bulletin,2001,46(19):1 596 – 1 602.〕

〔7〕 郝世祺,张生,李文宝,等. 达里诺尔湖近 2 400 年以来 Hg 元素含量变化及环境意义〔J〕. 环境科学学报,2017,37(8):2 889 – 2 896.〔Hao Shiqi,Zhang Sheng,Li Wenbao,et al. Characteristics and environment implications of Hg in sediment of Dali-Nor Lake during 2 400 cal a BP〔J〕. Acta Scientiae Circumstantiae,2017,37(8):2 889 – 2 896.〕

〔8〕 余丽燕,韩秀秀,黄晓虎,等. 滇池不同湖区沉积物正构烷烃的分布特征及其环境意义〔J〕. 环境科学,2016,37(12):4 605 – 4 614.〔Yu Liyan,Han Xiuxiu,Huang Xiaohu,et al. Distribution characteristics of n-alkanes in sediment core and implication of environment in different lakes of Dianchi〔J〕. Environmental Science,2016,37(12):4 605 – 4 614.〕

〔9〕 郑艳红,周卫健,谢树成,等. 正构烷烃分子化石与孢粉记录的指示意义对比:以华南地区为例〔J〕. 科学通报,2009,54(12):1 749 – 1 755.〔Zheng Yanhong,Zhou Weijian,Xie Shucheng,et al. Comparison of indicative significance of n-alkanes molecular fossils and pollen records:A case study in South China〔J〕. Chinese Science Bulletin,2009,54(12):1 749 – 1 755.〕

〔10〕 郭金春,马海州. 湖泊生物标志物与古气候环境变化的研究进展〔J〕. 盐湖研究,2008,16(4):52 – 58.〔Guo Jinchun,Ma Haizhou. Advance of the lacustrine biomarkers research in paleoclimate and paleoenvironmental reconstruction〔J〕. Journal of Salt Lake Research,2008,16(4):52 – 58.〕

〔11〕 Hu J,Sun X,Peng P,et al. Spatial and temporal variation of organic carbon in the northern South China Sea revealed by sedimentary records〔J〕. Quaternary International,2009,206(1):46 – 51.

〔12〕 Schefuβ E. Carbon isotope analyses of n-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic〔J〕. Geochimica Et Cosmochimica Acta,2003,67(10):1 757 – 1 767.

〔13〕 杨桂芳,武法东,陈正洪,等. 内蒙古磴口河湖相沉积物正构烷烃分布特征及其环境意义〔J〕. 地球科学,2015,40(2):327 – 333.〔Yang Guifang,Wu Fadong,Chen Zhenghong,et al. N-alkane distribution and their palaeoenvironmental implications in fluvial-lacustrine sediments in Dengkou,Inner Mongolia〔J〕. Earth Science,2015,40(2):327 – 333.〕

〔14〕 王君波,朱立平. 青藏高原湖泊沉积与环境演变研究:现状与展望〔J〕. 地理科学进展,2005,24(5):3 – 14.〔Wang Junbo,Zhu Liping. Environmental change reflected by lake sediments on Tibetan Plateau:Progress and Prospect〔J〕. Progress in Geography,2005,24(5):3 – 14.〕

〔15〕 王丽华,张德二. 国外有关近两千年气候变化的研究进展〔J〕. 气象科技,2001(2):21 – 28.〔Wang Lihua,Zhang De'er. Research progress on climate change in the last 2 000 years abroad〔J〕. Meteorological Science and Technology,2001(2):21 – 28.〕

〔16〕 Zhen Z L,Li W B,Li C Y. Climate change record in the primary productivity of Dali-Nor lakes in 2 100 cal a BP〔J〕. Fresenius Environmental Bulletin,2018,27(7):5 096 – 5 106.

〔17〕 陈发虎,陈建徽,黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的"西风模式"讨论〔J〕. 地学前缘,2009,16(6):23 – 32.〔Chen Fahu,Chen Jianhui,Huang Wei. A discussion on the westerly-dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period〔J〕. Earth Science Frontiers,2009,16(6):23 – 32.〕

〔18〕 Xiao J L,Si B,Zhai D,et al. Hydrology of Dali Lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variabili-

ty[J]. Journal of Paleolimnology,2008,40(1):519－528.

[19] 李文宝,李畅游,刘志娇,等. 内蒙古中西部地区近 60 年降水分布特征及影响因素分析[J]. 内蒙古农业大学学报(自然科学版),2015,36(1):85－94. [Li Wenbao,Li Changyou,Liu Zhijiao,et al. Distribution of precipitation and its effect factors analysis in the central and western regions of Inner Mongolia during the last 60 years[J]. Journal of Inner Mongolia Agricultural University (Natural Science Edition),2015,36(1):85－94.]

[20] 赵胜男,史小红,崔英,等. 内蒙古达里诺尔湖湖泊水体与入湖河水水化学特征及控制因素[J]. 环境化学,2016,35(9):1 865－1 875. [Zhao Shengnan,Shi Xiaohong,Cui Ying,et al. Hydrochemical properties and controlling factors of the Dali Lake and its inflow river water in Inner Mongolia[J]. Environmental Chemistry,2016,35(9):1 865－1 875.]

[21] 李文宝,李畅游,刘晓旭,等. 达里湖水体稳定氢、氧同位素组成变化对结冰过程的响应[J]. 地球科学,2015,40(12):2 081－2 090. [Li Wenbao,Li Changyou,Liu Xiaoxu,et al. Changes of stable oxygen and hydrogen isotopes and their responses to freezing in Dali-nor Lake in cold-arid areas of China[J]. Earth Science,2015,40(12):2 081－2 090.]

[22] 内蒙古达里诺尔国家级自然保护区管理处. 内蒙古达里诺尔国家级自然保护区综合科学考察报告[M]. 北京:中国林业出版社,2015:42－43. [Inner Mongolia Dali-nor National Nature Reserve Management Office. Comprehensive Report of Scientific Exploration to the Dali-nor National Nature Reserve in the Inner Mongolia[M]. Beijing:China Forestry Press,2015:42－43.]

[23] 李振刚. 克什克腾旗志[M]. 呼和浩特:内蒙古人民出版社,1993:130. [Li Zhengang. Keshiketeng County Records[M]. Hohhot:Inner Mongolia Peoples Press,1993:130.]

[24] Cranwell P A. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments II[J]. Organic Geochemistry,1987,11(6):513－527.

[25] Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions:A summary of examples from the Laurentian Great Lakes[J]. Organic Geochemistry,2003,34(2):261－289.

[26] Ficken K J,Li B,Swain D L,et al. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes[J]. Organic Geochemistry,2000,31(7):745－749.

[27] Rielley G,Collier R J,Jones D M,et al. The biogeochemistry of Ellesmere Lake,U K(I). Source Correlation of leaf wax inputs to the sedimentary lipid record[J]. Organic Geochemistry,1991,17(6):901－912.

[28] 范佳伟,肖举乐,温锐林,等. 内蒙古达里湖全新世有机碳氮同位素记录与环境演变[J]. 第四纪研究,2015,35(4):856－870. [Fan Jiawei,Xiao Jule,Wen Ruilin,et al. Holocene environment variations recorded by stable carbon and nitrogen isotopes of sedimentary organic matter from Dali Lake in Inner Mongolia[J]. Quaternary Sciences,2015,35(4):856－870.]

[29] Fisher E,Oldfield F,Wake R,et al. Molecular marker records of land use change[J]. Organic Geochemistry,2003,34(1):105－119.

[30] 刘嘉丽,刘强,伍婧,等. 大兴安岭四方山天池全新世以来沉积物正构烷烃分布、单体碳同位素特征及古环境意义[J]. 湖泊科学,2017,29(2):498－511. [Liu Jiali,Liu Qiang,Wu Jing,et al. N-alkanes distributions and compound -specific carbon isotope records and their paleoenviromental significance of sediments from Lake Sifangshan in the Great Khingan Mountain,Northeastern China[J]. Journal of Lake Sciences,2017,29(2):498－511.]

[31] Ficken K J,Street-Perrott F A,Perrott R A,et al. Glacial/interglacial variations in carbon cycling revealed by molecular and isotope stratigraphy of Lake Nkunga,Mt. Kenya,East Africa[J]. Organic Geochemistry,1998,29(5－7):1 701－1 719.

[32] Zheng Y,Zhou W,Meyers P A,et al. Lipid biomarkers in the Zoigê-Hongyuan peat deposit:Indicators of holocene climate changes in West China[J]. Organic Geochemistry,2007,38(11):1 927－1 940.

[33] Bi X,Sheng G,Liu X,et al. Molecular and carbon and hydrogen isotopic composition of n-alkanes in plant leaf waxes[J]. Organic Geochemistry,2005,36(10):1 405－1 417.

[34] Chu G,Sun Q,Xie M,et al. Holocene cyclic climatic variations and the role of the Pacific Ocean as recorded in varved sediments from northeastern China[J]. Quaternary Science Reviews,2014,102:85－95.

[35] Gagosian R B,Peltzer E T. The importance of atmospheric input of terrestrial organic material to deep sea sediments[J]. Organic Geochemistry,1986,10(4):661－669.

[36] Zhang J,Jia G. Application of plant-derived n-alkanes and their compound-specific hydrogen isotopic composition in paleoenvironment research[J]. Advances in Earth Science,2009,24(8):874－881.

[37] Sicre M A,Peltzer E T. Lipid geochemistry of remote aerosols from the southwestern Pacific Ocean sector[J]. Atmospheric Environment,2004,38(11):1 615－1 624.

[38] Simoneit B R T,Sheng G,Chen X,et al. Molecular marker study of extractable organic matter in aerosols from urban areas of China [J]. Atmospheric Environment,1991,25(10):2 111－2 129.

[39] Zhang Z H,Zhao M X,Eglinton G,et al. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr[J]. Quaternary Science Reviews,2006,25(5):575－594.

[40] 蒲阳,张虎才,王永莉,等. 青藏高原冰蚀湖沉积物正构烷烃记录的气候和环境变化信息——以希门错为例[J]. 科学通报,2011,56(14):1 132－1 139. [Pu Yang,Zhang Hucai,Wang Yongli,et al. Climate and environmental change information recorded by n-alkanes in glacial lake sediments from the Qinghai-Tibet Plateau:A case study of Ximencuo[J]. Chinese Science Bulletin,2011,56(14):1 132－1 139.]

[41] Zhang P Z,Cheng H,Edwards R L,et al. A test of climate,sun,and culture relationships from an 1 810 year Chinese cave record [J]. Science,2008,322(5 903):940－942.

[42] 张晶晶. 木里盆地 DK9 井岩石学与微量元素地球化学特征及沉积环境[D]. 青岛:中国海洋大学,2015. [Zhang Jingjing. Petrology,Trace Element Geochemistry and Sedimentary Environment of DK9 Well in Muli Basin[D]. Qingdao:Ocean University of China,2015.]

[43] 甄志磊. 达里湖记录的全新世 2 100 cal a BP 以来流域环境和气候变化[D]. 呼和浩特:内蒙古农业大学,2016. [Zhen Zhilei. Environment and Climate Changes Since 2 100 cal a BP during the Holocene Recorded in Dali-nor Lake[D]. Hohhot:Inner Mongolia Agricultural University,2016.]

[44] 郝世祺. 晚全新世以来达里诺尔湖地球化学元素变化特征及区域环境演变响应[D]. 呼和浩特:内蒙古农业大学,2017.

〔Hao Shiqi. Late Holocene Variation Characteristics of Geochemical Elements and Responses to Regional Environmental Change in Dali-nor Lake〔D〕. Hohhot:Inner Mongolia Agricultural University,2017.〕

〔45〕董梦彩,崔英芳,张小青,等. 近 3 000 年东亚夏季风变化的黄土高原石笋记录研究〔J〕. 干旱区资源与环境,2018,32(10):147－153.〔Dong Mengcai,Cui Yingfang,Zhang Xiaoqing,et al. The east asian monsoon variability over the past 3 000 years as recorded by an absolute-dated stalagmite from Northern China〔J〕. Journal of Arid Land Resources and Environment,2018,32(10):147－153.〕

〔46〕Wang Y J,Cheng H,Edwards R L,et al. The holocene asian monsoon:Links to solar changes and North Atlantic Climate〔J〕. Science,2005,308(5 723):854－857.

〔47〕葛全胜,刘健,方修琦,等. 过去 2 000 年冷暖变化的基本特征与主要暖期〔J〕. 地理学报,2013,68(5):579－592.〔Ge Quansheng,Liu Jian,Fang Xiuqi,et al. General characteristics of temperature change and centennial warm periods during the past 2 000 years〔J〕. Acta Geographica Sinica,2013,68(5):579－592.〕

〔48〕Ge Q S,Hao Z X,Zheng J Y,et al. Temperature changes over the past 2 000 yr in China and comparison with the Northern Hemisphere〔J〕. Climate of the Past,2013,9(3):1 153－1 160.

〔49〕任国玉,张兰生. 中世纪温暖期气候变化的花粉化石记录〔J〕. 气候与环境研究,1996,1(1):81－86.〔Ren Guoyu,Zhang Lansheng. Climate of the medieval warm period in Maili Region as inferred from fossil pollen record〔J〕. Climatic and Environmental Research,1996,1(1):81－86.〕

〔50〕曹建廷,王苏民,沈吉,等. 近千年来内蒙古岱海气候环境演变的湖泊沉积记录〔J〕. 地理科学,2000,20(5):391－396.〔Cao Jianting,Wang Sumin,Shen Ji,et al. The paleoclimate changes during the past millennium Inferred from the lacustrine core in Daihai Lake,Inner Mongolia〔J〕. Scientia Geographica Sinica,2000,20(5):391－396.〕

〔51〕牛志梅. 浑善达克沙地查干淖尔湖相沉积记录的全新世植被和气候变化〔D〕. 呼和浩特:内蒙古大学,2018.〔Niu Zhimei. Vegetation and Climate Changes during the Holocene Reflected by Lacustrine Records in Chagan Nur Otindag Sandy Land〔D〕. Hohhot:Inner Mongolia University,2018.〕

〔52〕竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究〔J〕. 中国科学,1973(2):15－38.〔Zhu Kezhen. A preliminary study on climate change in China during the past 5 000 years〔J〕. Scientia Sinica,1973(2):15－38.〕

〔53〕李金中,李学菊. 人工沉床技术在水环境改善中的应用研究进展〔J〕. 农业环境科学学报,2006,9(增刊 2):825－830.〔Li Jinzhong,Li Xueju. Improvement of water quality by constructed submerged plant bed〔J〕. Journal of Agro-Environment Science,2006,9(Suppl. 2):825－830.〕

〔54〕Mackay A,Jones V,Battarbee R. Approaches to holocene climate reconstruction using diatoms〔J〕. Global Change in the Holocene,2003:294－309.

Environment Evolution and Its Response to Climate Change in the Dalai Nur Lake Area in the Last 2 400 Years

LIU Jing-jing, ZHANG Sheng, LI Wen-bao, SHI Xiao-hong, XU Qiong, ZHEN Zhi-lei

(*Inner Mongolia Key Laboratory of Water Resources Protection and Utilization*,*Inner Mongolia Agricultural University*, *Hohhot* 010018,*Inner Mongolia*,*China*)

Abstract: In this paper,the Dalai Nur Lake (named DL－1) located in the northern marginal zone of the East Asian summer monsoon was taken as the research object. Through collecting,testing and analyzing the sediment core samples,the environmental evolution and its response to climate change in the Dalai Nur Lake area in the last 2 400 years were discussed using n-alkanes and related indicators. The results showed that the carbon number distribution of n-alkanes in the sediment of Dalai Nur Lake varied in a range of C_{17}－C_{33}. In which the curve of C_{25} distribution was unimodal and its proportion accounted for 57% of the total samples; the curves of C_{19} and C_{25} distribution were bimodal and their proportion accounted for 30%; the curves of C_{25} and C_{27} distribution were bimodal and their proportion accounted for 13%. The change of the index parameters of n-alkanes revealed that the environmental evolution in the Dalai Nur Lake region was not only consistent with the global climate events,but also affected by the changes of precipitation in East Asian summer monsoon and of cold-warm events in the lake region over the past 2 400 years. The climate change could be divided into six stages. Stages 1,3 and 5 (75 a BP present,985－600 a BP and 2 180－1 550 a BP) were the warm-humid climatic stages. At these stages,the effective humidity in the lake area was high,woody plants were dominant,aquatic plants grew vigorously,and the nutrient status of the lake was fine. Stages 2,4 and 6 (600－75 a BP,1 550－985 a BP and 2 355－2 180 a BP) were the cold-dry climatic stages. At these stages,bacterial algal reproduction was fast,the proportion of herbaceous plants increased,and the primary productivity of the lake was lower. Overall,climate change in the Dalai Nur Lake area changed from warm-humid pattern to cold-dry pattern over the past 2 400 years.

Key words: biomarker; n-alkanes; environmental evolution; Holocene; Dalai Nur Lake; Inner Mongolia